

سن سنجی $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ و شیمی کانی میکای سفید فنژیته در ارتوگنایس‌های چشمی صادق آباد، شمال شهرکرد (پهنه سنندج - سیرجان)

علیرضا داودیان دهکردی

دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد

مریم بندخت

دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد

ناهید شبانیان بروجنی

دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد

تاریخ دریافت: ۹۶/۱/۷ تاریخ پذیرش: ۹۷/۴/۱۱

alireza.davoudian@gmail.com

چکیده

ارتوگنایس‌های کمپلکس دگرگونی شمال شهرکرد بخشی از پی‌سنگ پان آفریکن ایران در بخش مرکزی پهنه سنندج - سیرجان بوده که به‌صورت بلوک‌ها و توده‌های کوچک و متوسط همراه با آمفیبولیت‌ها رخنمون دارند. کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها شامل کوارتز و فلدسپات آلکالن (بصورت پرتیت و میکروکلین)، پلاژیوکلاز، بیوتیت، میکای سفید و کلریت می‌باشد که میکاهای سفید به همراه بیوتیت‌ها برگواره میلیونیتی سنگ را تشکیل می‌دهند. آنالیزهای نقطه‌ای انجام شده بر روی کانی میکای سفید نشان می‌دهد که این کانی دارای ترکیب نوع مسکوویت فنژیته هستند. سن سنجی به روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ بر روی کانی‌های میکای سفید فنژیته این ارتوگنایس چشمی، میانگین وزنی سن سردشدگی آنها برابر با 162.8 ± 0.19 میلیون سال قبل را بدست می‌دهد که برابر با انتهای ژوراسیک میانی (اشکوب کالوین) است. با در نظر گرفتن ترکیب شیمیایی مسکوویت‌های فنژیته، روابط ریزساختاری و ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های مورد مطالعه، پیشنهاد می‌گردد که این سن نشان‌دهنده زمان میلیونیتی شدن و همچنین زمان دگرگونی رخساره آمفیبولیت پس از اوج دگرگونی فشار بالا می‌باشد. این یافته‌ها در ارایه یک مدل برای نرخ سربرآوری و تاریخچه حرارتی ارتوگنایس‌های منطقه مورد مطالعه به عنوان بخشی از کوهزایی زاگرس کاربرد دارد.

کلمات کلیدی: سن سنجی، $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ، مسکوویت فنژیته، ارتوگنایس، شمال شهرکرد

مقدمه

سیرجان و ایران مرکزی صورت گرفته است، برای این منظور در همه موارد از روش سن‌سنجی Pb - U در کانی زیرکن استفاده شده است (به‌عنوان مثال Moghadam et al., 2016; Shakerardakani et al., 2015; Badr et al., 2013; Azizi et al., 2011; Hassanzadeh et al., 2008; Ramezani and Tucker, 2003). در بسیار از موارد توده‌های گرانیتی به سن پراکامبرین پهنه سنندج - سیرجان تحت اثر حوادث مرتبط با کوهزایی زاگرس و تحولات اقیانوس‌نوتتیس به ارتوگنایس تغییر یافته‌اند. در منطقه شمال گلپایگان و همچنین نزدیک معدن طلای موته سن تبلور گنایس‌ها و گرانیت‌های میلیونیتی بین ۵۷۸ تا ۵۹۶ میلیون سال قبل گزارش شده است (Hassanzadeh et al., 2008). در منطقه ازنا و درود (استان لرستان، در بخش شمالی پهنه سنندج - سیرجان) سن تبلور گنایس‌های گرانیتی با استفاده از روش MS - ICP - LA در کانی زیرکن بین ۵۸۸ تا ۶۰۸ میلیون سال قبل بدست آمده که نشان دهنده پی‌سنگ پان‌آفریکن مشابه با بلوک یزد (ایران مرکزی) می‌باشد و از طرف دیگر سن دگرگونی این مجموعه نیز با استفاده از روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ژوراسیک گزارش شده است

فاصله زمانی انتهای پروتروزوئیک - ابتدای پالئوزوئیک در شمال گندوانا به‌واسطه یک دوره‌ای از فعالیت گسترده آذرین در ارتباط با رخداد کوهزایی کادومین (انتهای فاز پان آفریکن) مشخص می‌شود (D'Lemos et al., 1990; Gürsu and Göncüoğlu, 2005). این فعالیت‌های آذرین در ایران مرکزی و سنندج - سیرجان شناسایی شده‌اند و به‌طور کلی یک ویژگی متداول در پهنه‌هایی هستند که بخش‌هایی از شمال ابرقاره گندوانا بوده‌اند (Moghadam et al., 2015; Shafaii Moghadam, 2003; Ramezani and Tucker, 2003). در ایران و ترکیه واحدهای سنگی با سن انتهای پروتروزوئیک - کامبرین (به ویژه ارتوگنایس‌ها) در کمپلکس‌های دگرگونی متفاوتی مشاهده می‌شوند که کوهزایی آلپی را نیز پشت سرگذاشته‌اند (نظیر کمپلکس‌های دگرگونی ازنا، شمال شهرکرد، تکاب، بیارجمند). اخیراً مطالعات گسترده‌ای برای سن سنجی زمان تبلور و جایگزینی توده‌های گرانیتی و پروتولیت‌های ارتوگنایس‌های پی‌سنگ پراکامبرین ایران به ویژه در پهنه‌های سنندج -

(Shakerardakani et al., 2015). حادثه دگرگونی به سن ژوراسیک در محدوده رخساره آمفیبولیت نیز از جنوب پهنه سنندج - سیرجان (کمپلکس سوریان) گزارش شده است (اسدی و همکاران، ۱۳۹۵). اخیراً آشکار شده که ارتوگنایس‌های چشمی شمال شهرکرد دارای سن تبلور انتهای نئوپروتروزویک (Ediacaran) هستند (Davoudian et al., 2016). چنانکه ملاحظه می‌شود در مناطقی از پهنه سنندج - سیرجان که واحدهای پی سنگ پان‌افریکن رخنمون دارند برای تعیین سن دقیق حوادث دگرگونی یکی از بهترین روش‌های قابل اطمینان استفاده از روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ بر روی کانی‌های دگرگونی نظیر آمفیبول، میکای سفید (مسکویت، پاراگونیت و فنزیت) و بیوتیت می‌باشد (به‌عنوان مثال Davoudian et al., 2016). از آنجایی که هر یک از این کانی‌ها دمای انسداد (بسته شدن) ایزوتوپی (closure temperature) متفاوتی دارند می‌توان سرعت سرد شدن و نحوه بالا آمدن مناطق دگرگونی را با بکارگیری روش ایزوتوپی $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ مشخص نمود (Faure and Mensing, 2005; Villa, 1998).

هدف این مقاله ارایه سن سنجی به روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ بر روی کانی‌های میکای سفید توده‌های ارتوگنایس چشمی کمپلکس دگرگونی شمال شهرکرد به منظور شناخت سن دگرگونی یا سن سرشدگی (cooling age) این سنگ‌ها به عنوان بخشی از پی‌سنگ بلورین فلات ایران زمین می‌باشد. از طرف دیگر برای شناسایی ترکیب شیمیایی کانی‌های اصلی سازنده ارتوگنایس‌ها، به ویژه میکای سفید که دارای اهمیت سن سنجی به روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ هستند، آنالیزهای الکترون میکروپروب در این مقاله ارایه شده است.

زمین‌شناسی منطقه و پتروگرافی

منطقه مورد مطالعه از دیدگاه پهنه‌بندی زمین‌شناسی ساختاری ایران در پهنه سنندج - سیرجان و در جنوب غربی کشور قرار دارد (شکل ۱). الف) و از نظر جغرافیایی این منطقه در شمال شرقی استان چهارمحال و بختیاری و جنوب غربی استان اصفهان و همچنین در ۳۰ کیلومتری شمال شمال شهرکرد در گستره‌ای به طول‌های جغرافیایی $51^{\circ}00'20''$ تا $50^{\circ}52'53''$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $32^{\circ}36'27''$ تا $32^{\circ}38'30''$ شمالی واقع شده است (شکل ۱ ب). منطقه بخشی از کمپلکس بزرگ دگرگونی شمال شهرکرد است که به عنوان یک پهنه‌برشی شکل‌پذیر معرفی شده است (Davoudian et al., 2008; 2016) و بخشی از نقشه چهارگوش زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ شهرکرد (زاهدی، ۱۳۷۱) محسوب می‌شود. در این نقشه مجموعه دگرگونی شمال شهرکرد، شامل: مرمز، شیست، گنایس، فیلیت و آمفیبولیت منسوب به پرکامبرین معرفی شده‌است. در مطالعات بعدی منطقه دگرگونی به‌عنوان یک زون برشی تیبیک مطرح گردید که چندین فاز دگرگونی (شامل دو فاز دگرگونی درجه بالا و یک فاز دگرگونی ضعیف‌تر) و چندین فاز دگرشکلی را متحمل شده است، به‌طوری‌که این سنگ‌های دگرگونی تحت تاثیر دگرشکلی شکل‌پذیر کم و بیش میلونیتی شده‌اند و فابریک‌های متفاوت حاصل از میلونیتی شدن نظیر پورفیروکلاست‌های پوشش‌دار به همراه سایه‌های استرینی در این سنگ‌ها مشخص هستند (داودیان، ۱۳۷۲؛ شبانیان، ۱۳۷۷). پروتولیت این سنگ‌های دگرگونی متعلق به پی‌سنگ بلورین ایران دارای سن انتهای نئوپروتروزویک بوده که در ژوراسیک زیرین در

شرایط دگرگونی فشار بالا - حرارت کم (رخساره اکلوژیت) هم‌زمان با فرورانش اقیانوس نئوتتیس دگرگون شده‌اند (Davoudian et al., 2016). در این منطقه به عنوان یک پهنه‌برشی بزرگ، به‌علت تاثیر شدید دگرشکلی شکل‌پذیر برخی مواقع منجر به تشکیل سنگ‌های الترامیلونیتی در منطقه شده است (Davoudian et al., 2008). پس از تحمل شرایط دگرگونی رخساره اکلوژیت همراه با بالا آمدن منطقه، سنگ‌های دگرگونی منطقه رخساره دگرگونی آمفیبولیت را نیز پشت سر گذاشته‌اند (Davoudian et al., 2016).

به‌طور کلی سنگ‌های دگرگونی و دگرشکل شده منطقه مورد بررسی را می‌توان براساس سنگ مادر به دودسته با منشأ رسوبی (شامل مرمز، پاراگنایس، شیست و گارنت میکاشیست) و با منشأ آذرین (شامل آمفیبولیت، متاگرانیتوئید و ارتوگنایس) تقسیم‌بندی کرد. این سنگ‌های دگرگونی اغلب در امتداد دره‌های عمیق منتهی به رودخانه زاینده رود قابل مشاهده هستند (داودی و همکاران، ۱۳۹۲). این یکی از مهم‌ترین واحدهای برونزد یافته منطقه مورد بررسی، ارتوگنایس‌ها می‌باشند که به‌صورت توده‌های کوچک تا متوسطی در قسمت اعظم منطقه مورد بررسی را، که محدود به پهنه‌برشی است، دیده می‌شوند. رخنمون‌های اصلی و مهم آنها در نزدیکی روستای صادق آباد در حاشیه رودخانه زاینده‌رود قرار دارد. این سنگ‌ها به عنوان عضوی از مجموعه سنگ‌های دگرگونی در واقع تحت اثر دگرشکلی شکل‌پذیر و میلونیتی شدن، فابریک چشمی پیدا نموده‌اند (داودیان، ۱۳۸۴). از طرف دیگر این سنگ‌ها، به علت تحمل چندین فاز مختلف دگرشکلی، چندین نسل برگ‌واره و خطواره (کانیایی و کششی) و چین‌خوردگی را نشان می‌دهند. در این سنگ‌ها درشت بلورهای چشمی فلدسپات عموماً به‌صورت پوفیروکلاست‌های نوع سیگما بوده و از این جهت برای تعیین نوع و جهت حرکت در زون برشی مناسب هستند که غالباً جهت حرکت راست‌بر (dextral) را از خود نشان می‌دهند.

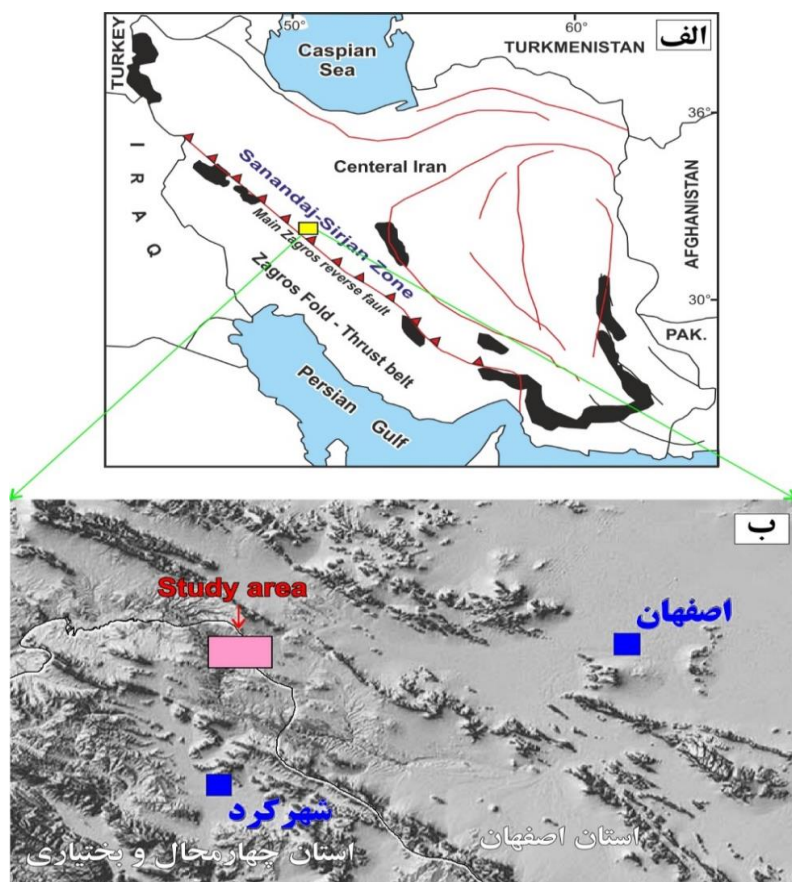
ارتوگنایس‌ها مورد مطالعه که دارای منشأ گرانیتی هستند شبیه به متاگرانیتوئیدهای میلونیتی در منطقه بوده با این تفاوت که به‌شدت دگرشکل بوده و همچنین درشت بلورتر هستند و بلورهای درشت فلدسپات در آنها به صورت چشم‌های بزرگی دیده می‌شود. اندازه چشم‌های فلدسپات در آنها غالباً به بیش از یک و گاهی به حدود ۲ سانتی‌متر می‌رسد. فراوانی بلورهای درشت فلدسپات در این سنگ‌ها می‌تواند از دیدگاه اکتشافی مهم باشد و احتمالاً این سنگ‌ها می‌توانند به‌عنوان منابع معدنی برای فلدسپات مورد استفاده قرار گیرند. بلورهای درشت فلدسپات آلکالن دارای رنگ صورتی بوده که ناشی از جانشینی آهن در ساختمان کانی می‌باشد (Deer et al., 1992). فلدسپات‌های آلکالن عمدتاً به‌صورت پرتیت و آنتی‌پرتیت مشاهده می‌شوند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها از نظر تنوع نسبتاً اندک بوده و بخش اعظم آنها را کانی‌های کوارتز، فلدسپات آلکالن و پلاژیوکلاز تشکیل می‌دهد. این سنگ‌ها شبیه به توده متاگرانیتوئیدی دارای انکلاوها یا زولیت‌های فراوانی از آمفیبولیت و یا گارنت آمفیبولیت بوده و در برخی موارد این آمفیبولیت‌ها به موازات برگواره گنایس‌ها پهن و کشیده شده‌اند.

روش انجام پژوهش

در این پژوهش به‌منظور بررسی توده‌های ارتوگنایس از دیدگاه سنگ‌شناسی، نخست به‌صورت دقیق و با استفاده از دستگاه GPS و ثبت

برای جدایش کانی میکای سفید ذرات بین ۲۰۰ تا ۳۵۵ میکرون متر انتخاب شدند. این ذرات با آب معمولی و آب مقطر و سپس توسط الک اتانول شستشو داده شده و در دستگاه آون خشک شدند. مرحله نهایی جداسازی در زیر میکروسکپ بیناکولر انجام پذیرفت و کانی‌های میکای سفید بدون درونگیر و با حداقل آثار تجزیه تفکیک شدند. کانی‌های جدا شده در فویل آلومینیومی بسته‌بندی شده و در ویال کوارتز قرار داده شدند. نمونه به مدت ۱۶ ساعت در راکتور MTA KFKI (بوداپست، مجارستان) تحت پرتو دهی قرار گرفت. آنالیزهای $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ با استفاده از یک سیستم لیزر MERCHANTEK™ UV/IR و یک دستگاه طیف سنج جرمی ISO - VG - TECH™ NG3600 انجام شدند. آنالیزهای حرارت دهی مرحله به مرحله دانه‌های کانی با بکارگیری یک لیزر IR - CO₂ (با قطر حدود ۱/۵ میلی‌متر) اجرا گردید. نسبت‌های ایزوتوپی، سن‌ها و خطاها برای مراحل مستقل و مجزا بر مبنای پیشنهادات (McDougall and Harrison, 1999) و همچنین (Scaillet, 2000) محاسبه گردید. ضمناً در محاسبات برای ضرایب واپاشی از مقادیر گزارش شده توسط (Steiger and Jäger, 1977) استفاده شد. محاسبات نهایی با استفاده از نرم افزار ISOPLOT/EX (Ludwig, 2009) صورت گرفت. نتایج آنالیزهای انجام شده در جدول ۲ نشان شده است.

مختصات مکانی نمونه‌برداری انجام شد و به منظور بررسی شیمی کانی نمونه‌هایی با کم‌ترین دگرسانی انتخاب شدند و پس از تهیه مقطع میکروسکوپی نازک صیقل یافته، کانی‌های مورد نظر با استفاده از دستگاه ریز پردازنده الکترون مایکروپروب Cameca SX50 آنالیز نقطه‌ای شدند. آنالیزهای الکترون مایکروپروب در گروه زمین‌شناسی دانشگاه اوکلاهاسیتی آمریکا تحت شرایط ۲۰ کیلووات و جریان ۱۵ نانو آمپر و ۱۰ ثانیه زمان شمارش با انتخاب یک پرتو با سایز ۵ میکرون متری انجام گرفته است. برای شناسایی و آنالیز نیمه‌کمی و کمی کانی‌ها از هر دو تکنیک EDS و WDS استفاده شده است. محاسبات کاتیونی آنالیز کانی‌ها با نرم‌افزار کامپیوتری PET (Dachs, 2004) و همچنین صفحات گسترده تحت نرم افزار Excel انجام شدند و فرمول ساختاری کانی‌ها محاسبه گردید. محاسبه مقادیر Fe^{3+} بر مبنای ملاحظات استوکیومتری پیشنهاد شده توسط (Droop, 1987) صورت گرفت. نتایج آنالیزهای انجام شده به این روش در جدول ۱ نشان داده شده است. همچنین آماده‌سازی نمونه‌ها قبل و بعد از پرتو دهی، آنالیزهای $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ و محاسبات سن تمامی در بخش زمین‌شناسی دانشگاه سالزبورگ اتریش انجام شده است. برای جداسازی کانی‌های میکای سفید مورد استفاده برای تعیین، ابتدا مقدار ۱ کیلوگرم سنگ ارتوگنایس پس از شستشو و خشک کردن با آسیاب فکی خرد گردید. سپس نمونه خرد شده با استفاده از الک و دستگاه شیکر بر اساس اندازه ذرات تفکیک گردید.



شکل ۱. الف). موقعیت منطقه مورد مطالعه به‌عنوان بخشی از پهنه سندانج - سیرجان بر روی نقشه زمین‌ساختاری ایران که با مربع زرد نشان داده شده است و ب) نمایش منطقه مورد مطالعه (مستطیل صورتی) بین دو استان چهارمحال و بختیاری و اصفهان بر روی تصویر DEM.

جدول ۱. نتایج آنالیز نقطه‌ای ریزپردازش الکترونی از نمونه‌های میکای سفید ارتوگنایس‌های شمال شهرکرد

Sample	BN3-11 D2-MS- 1	BN3-11 D2-MS- 2	BN3-11 D2-MS- 3	BN3-11 D2-MS- 4	BN3-11 D2-MS- 5	BN3-11 D2-MS- 6	BN3-11 D2-MS- 7	BN3-9 D1-MS- 3	BN3-9 D1-MS- 6	BN3-9 D2-MS6
SiO ₂	۴۸/۶۹	۴۸/۳۹	۴۸/۴۷	۴۸/۶۰	۴۸/۷۵	۴۸/۵۳	۴۸/۴۱	۴۹/۲۳	۴۸/۸۰	۴۷/۸۹
TiO ₂	۰/۶۳	۰/۴۹	۰/۴۴	۰/۵۱	۰/۵۰	۰/۳۷	۰/۵۳	۰/۳۰	۰/۱۵	۱/۰۱
Al ₂ O ₃	۳۱/۷۴	۳۲/۰۵	۳۰/۷۵	۳۱/۷۶	۳۱/۸۲	۳۲/۸۳	۳۱/۴۶	۳۲/۰۰	۳۰/۴۰	۲۷/۴۹
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲
Fe ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
FeO	۲/۳۶	۲/۲۲	۳/۱۱	۲/۳۳	۲/۴۰	۲/۰۵	۲/۴۸	۲/۴۳	۳/۲۸	۵/۸۷
MnO	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲
MgO	۱/۸۲	۱/۷۶	۲/۲۰	۱/۸۰	۱/۸۳	۱/۵۳	۱/۹۲	۱/۸۰	۲/۲۳	۲/۵۸
CaO	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۰	۰/۰۲
Na ₂ O	۰/۳۳	۰/۳۵	۰/۳۹	۰/۳۵	۰/۳۴	۰/۳۱	۰/۳۶	۰/۳۷	۰/۳۸	۰/۰۶
K ₂ O	۱۰/۵۷	۱۰/۶۱	۱۰/۵۷	۱۰/۵۴	۱۰/۵۰	۱۰/۴۵	۱۰/۵۷	۹/۶۵	۱۰/۴۱	۱۰/۵۹
Total	۹۶/۱۹	۹۶/۰۰	۹۵/۹۶	۹۵/۹۳	۹۶/۱۶	۹۶/۱۳	۹۵/۷۹	۹۷/۸۵	۹۵/۶۸	۹۵/۵۵

محاسبه براساس ۱۱ اتم اکسیژن

Si	۳/۲۲۲	۳/۲۰۹	۳/۲۳۲	۳/۲۲۳	۳/۲۲۵	۳/۲۰۳	۳/۲۲۱	۳/۲۴۷	۳/۲۶۰	۳/۲۶۱
Ti	۰/۰۳۱	۰/۰۲۴	۰/۰۲۲	۰/۰۲۵	۰/۰۲۵	۰/۰۱۸	۰/۰۲۷	۰/۰۱۵	۰/۰۰۸	۰/۰۵۲
Al	۲/۴۷۵	۲/۵۰۵	۲/۴۱۶	۲/۴۸۳	۲/۴۸۱	۲/۵۵۴	۲/۴۶۷	۲/۴۸۷	۲/۳۹۳	۲/۲۰۶
Cr	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱
Fe ³⁺	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Fe ²⁺	۰/۱۳۱	۰/۱۲۹	۰/۱۷۳	۰/۱۲۹	۰/۱۳۳	۰/۱۱۳	۰/۱۳۸	۰/۱۳۴	۰/۱۸۳	۰/۳۳۴
Mn	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱
Mg	۰/۱۸۰	۰/۱۷۴	۰/۲۱۹	۰/۱۷۸	۰/۱۸۰	۰/۱۵۱	۰/۱۹۰	۰/۱۷۷	۰/۲۲۲	۰/۲۶۲
Ca	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۴	۰/۰۰۱	۰/۰۰۴	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱
Na	۰/۰۴۲	۰/۰۴۵	۰/۰۵۰	۰/۰۴۵	۰/۰۴۴	۰/۰۴۰	۰/۰۴۶	۰/۰۴۷	۰/۰۴۹	۰/۰۰۸
K	۰/۸۹۲	۰/۸۹۸	۰/۸۹۹	۰/۸۹۲	۰/۸۸۶	۰/۸۸۰	۰/۸۹۷	۰/۸۱۲	۰/۸۸۷	۰/۹۲۰
Sum	۶/۹۷۶	۶/۹۸۵	۷/۰۱۳	۶/۹۷۷	۶/۹۷۶	۶/۹۶۴	۶/۹۸۹	۶/۹۲۴	۷/۰۰۴	۷/۰۴۶
Al(IV)	۰/۷۷۸	۰/۷۹۱	۰/۷۶۸	۰/۷۷۷	۰/۷۷۵	۰/۷۹۷	۰/۷۷۹	۰/۷۵۳	۰/۷۴۰	۰/۷۳۹
Al(VI)	۱/۶۹۷	۱/۷۱۴	۱/۶۴۸	۱/۷۰۶	۱/۷۰۶	۱/۷۵۶	۱/۶۸۸	۱/۷۳۴	۱/۶۵۳	۱/۶۶۸

جدول ۲. نتایج آنالیزهای $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ بلورهای میکای سفید (با اندازه ۲۰۰ تا ۳۵۵ میکرومتر). یک نمونه ارتوگنایس چشمی از شمال شهرکرد ($J\text{-value} = 0.007174 \pm 0.000024$)

step	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	\pm	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	\pm	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	\pm	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	\pm	$^{39}\text{ArK}/^{40}\text{Ar}^*$	\pm	% $^{40}\text{Ar}^*$	% ^{39}Ar	age [Ma]	\pm [Ma]
۱	۰/۰۱۲۸۸	۰/۰۰۰۵۵	۰/۰۰۴۰۸	۰/۰۱۱۴۹	۱۴/۸۰۲۴۵	۰/۰۴۳۹۲	۰/۰۰۰۸۷	۰/۰۰۰۰۴	۱۰/۹۷۲۰۹	۰/۱۶۴۶۸	۷۴/۲۵	۱/۰۲	۱۳۶/۷۰	۲/۰۳
۲	۰/۰۰۴۷۸	۰/۰۰۰۵۳	۰/۰۱۲۷۵	۰/۰۰۵۵۹	۱۷/۰۳۱۰۳	۰/۰۵۳۵۱	۰/۰۰۰۲۸	۰/۰۰۰۰۳	۱۵/۵۹۲۳۶	۰/۱۶۳۱۴	۹۱/۶۹	۱/۵۰	۱۹۱/۳۱	۲/۰۰
۳	۰/۰۰۱۴۴	۰/۰۰۰۱۵	۰/۰۰۳۰۹	۰/۰۰۲۰۰	۱۳/۸۷۷۶۱	۰/۰۱۸۵۳	۰/۰۰۰۱۰	۰/۰۰۰۰۱	۱۳/۴۲۷۶۹	۰/۰۴۸۹۹	۹۶/۹۴	۴/۳۳	۱۶۵/۹۳	۰/۷۹
۴	۰/۰۰۰۴۲	۰/۰۰۰۲۱	۰/۰۰۲۳۵	۰/۰۰۲۶۲	۱۳/۱۴۹۴۴	۰/۰۲۰۰۰	۰/۰۰۰۰۳	۰/۰۰۰۰۲	۱۲/۹۹۸۷۳	۰/۰۶۶۳۹	۹۹/۰۵	۴/۰۲	۱۶۰/۸۶	۰/۹۴
۵	۰/۰۰۰۵۵	۰/۰۰۰۰۷	۰/۰۰۴۷۰	۰/۰۰۰۵۶	۱۳/۷۴۶۷۱	۰/۰۲۸۸۸	۰/۰۰۰۰۴	۰/۰۰۰۰۰	۱۳/۵۵۸۸۷	۰/۰۳۴۵۶	۹۸/۸۲	۱۵/۳۴	۱۶۷/۴۸	۰/۶۸
۶	۰/۰۰۰۴۱	۰/۰۰۰۱۷	۰/۰۰۰۷۳	۰/۰۰۱۶۲	۱۲/۷۱۳۲۵	۰/۰۱۸۰۵	۰/۰۰۰۰۳	۰/۰۰۰۰۱	۱۲/۵۶۶۰۲	۰/۰۵۴۶۰	۹۹/۰۴	۵/۶۱	۱۵۵/۷۳	۰/۸۲
۷	۰/۰۰۰۹۲	۰/۰۰۰۲۳	۰/۰۱۱۳۴	۰/۰۰۲۷۶	۱۳/۲۳۶۳۷	۰/۰۲۷۰۳	۰/۰۰۰۰۷	۰/۰۰۰۰۲	۱۲/۹۴۰۲۸	۰/۰۷۱۸۴	۹۷/۹۵	۲/۹۶	۱۶۰/۱۷	۱/۰۰
۸	۰/۰۰۰۲۷	۰/۰۰۰۰۹	۰/۰۰۰۲۱	۰/۰۰۱۰۷	۱۴/۲۱۴۰۹	۰/۰۱۷۸۷	۰/۰۰۰۰۲	۰/۰۰۰۰۱	۱۴/۱۰۹۰۹	۰/۰۳۱۰۲	۹۹/۴۴	۶/۷۹	۱۷۳/۹۶	۰/۶۷
۹	۰/۰۰۰۶۲	۰/۰۰۰۰۷	۰/۰۰۵۹۷	۰/۰۰۰۶۵	۱۳/۸۶۴۸۰	۰/۰۱۴۹۱	۰/۰۰۰۰۵	۰/۰۰۰۰۱	۱۳/۶۵۴۵۲	۰/۰۲۵۳۹	۹۸/۶۷	۹/۵۸	۱۶۸/۶۱	۰/۶۲
۱۰	۰/۰۰۰۵۴	۰/۰۰۰۲۸	۰/۰۰۰۰۵	۰/۰۰۲۳۷	۱۲/۷۹۱۶۶	۰/۰۲۹۵۰	۰/۰۰۰۰۴	۰/۰۰۰۰۲	۱۲/۶۰۶۱۵	۰/۰۸۷۹۷	۹۸/۷۵	۲/۶۴	۱۵۶/۳۱	۱/۱۶
۱۱	۰/۰۰۰۴۰	۰/۰۰۰۴۵	۰/۰۰۱۲۴	۰/۰۰۳۳۸	۱۳/۱۱۸۴۴	۰/۰۵۳۱۵	۰/۰۰۰۰۳	۰/۰۰۰۰۳	۱۲/۹۷۴۶۲	۰/۱۴۳۴۶	۹۹/۱۰	۱/۹۴	۱۶۰/۵۷	۱/۷۸
۱۲	۰/۰۰۰۱۶	۰/۰۰۰۰۵	۰/۰۰۱۷۵	۰/۰۰۰۳۳	۱۲/۷۴۹۷۹	۰/۰۱۷۲۴	۰/۰۰۰۰۱	۰/۰۰۰۰۰	۱۲/۶۷۵۶۳	۰/۰۲۲۴۴	۹۹/۶۲	۱۹/۱۴	۱۵۷/۰۳	۰/۵۷
۱۳	۰/۰۰۰۱۲	۰/۰۰۰۲۳	۰/۰۰۰۷۳	۰/۰۰۲۷۹	۱۲/۸۴۱۱۵	۰/۰۱۴۷۲	۰/۰۰۰۰۱	۰/۰۰۰۰۲	۱۲/۷۸۰۶۹	۰/۰۷۰۸۶	۹۹/۷۳	۴/۴۸	۱۵۸/۲۸	۰/۹۸
۱۴	۰/۰۰۰۰۰	۰/۰۰۰۲۳	۰/۰۰۰۲۱	۰/۰۰۱۴۷	۱۳/۱۴۰۳۱	۰/۰۱۷۷۵	۰/۰۰۰۰۰	۰/۰۰۰۰۲	۱۳/۱۱۳۴۸	۰/۰۷۱۱۰	۹۹/۹۹	۴/۲۹	۱۶۲/۲۲	۰/۹۹
۱۵	۰/۰۰۰۰۵	۰/۰۰۰۰۹	۰/۰۰۱۶۴	۰/۰۰۰۶۵	۱۳/۱۳۹۲۲	۰/۰۱۳۳۹	۰/۰۰۰۰۰	۰/۰۰۰۰۱	۱۳/۰۹۹۴۸	۰/۰۲۸۷۵	۹۹/۹۰	۱۰/۱۶	۱۶۲/۰۵	۰/۶۲
۱۶	۰/۰۰۰۲۷	۰/۰۰۰۱۷	۰/۰۰۱۷۰	۰/۰۰۴۰۸	۱۲/۹۱۶۸۸	۰/۰۲۴۰۱	۰/۰۰۰۰۲	۰/۰۰۰۰۱	۱۲/۸۱۰۶۸	۰/۰۵۶۵۲	۹۹/۳۸	۲/۲۷	۱۵۸/۶۳	۰/۸۴
۱۷	۰/۰۰۰۰۸	۰/۰۰۰۴۸	۰/۰۱۰۴۶	۰/۰۰۴۹۵	۱۲/۹۱۲۲۴	۰/۰۲۶۴۱	۰/۰۰۰۰۱	۰/۰۰۰۰۴	۱۲/۸۶۲۵۵	۰/۱۴۳۶۵	۹۹/۸۲	۱/۵۱	۱۵۹/۲۵	۱/۷۸
۱۸	۰/۰۰۱۱۹	۰/۰۰۰۵۹	۰/۰۰۸۲۵	۰/۰۰۷۴۰	۱۳/۸۹۸۸۷	۰/۰۴۰۷۴	۰/۰۰۰۰۹	۰/۰۰۰۰۴	۱۳/۵۲۱۱۱	۰/۱۷۸۴۱	۹۷/۴۶	۰/۹۲	۱۶۷/۰۳	۲/۱۷
۱۹	۰/۰۰۳۸۰	۰/۰۰۰۷۴	۰/۰۱۵۶۵	۰/۰۰۸۲۷	۱۳/۹۳۰۸۷	۰/۰۴۲۷۸	۰/۰۰۰۰۲۷	۰/۰۰۰۰۵	۱۲/۷۸۳۲۸	۰/۲۲۳۵۹	۹۱/۹۳	۰/۶۵	۱۵۸/۳۱	۲/۷۰
۲۰	۰/۰۰۳۸۹	۰/۰۰۱۱۳	۰/۰۲۲۱۱	۰/۰۱۳۴۸	۱۴/۰۲۶۴۲	۰/۰۵۹۷۵	۰/۰۰۰۰۲۸	۰/۰۰۰۰۱۰	۱۲/۸۵۳۲۳	۰/۳۹۸۱۵	۹۱/۸۰	۰/۴۶	۱۵۹/۱۴	۴/۷۵
۲۱	۰/۰۰۱۲۱	۰/۰۰۱۸۸	۰/۰۱۳۱۷	۰/۰۱۸۸۶	۱۴/۴۳۳۱۲	۰/۰۷۴۶۳	۰/۰۰۰۰۰۸	۰/۰۰۰۰۱۳	۱۴/۰۵۱۸۸	۰/۵۶۰۴۹	۹۷/۵۳	۰/۳۷	۱۷۳/۲۹	۶/۶۱

بحث و نتایج

شیمی کانی میکای سفید فنزیت

یکی از کانی‌های مهم و سازنده سنگ‌های ارتوگنایس مورد مطالعه میکای سفید فنزیتی می‌باشد که همراه با بیوتیت برگواره اصلی سنگ را تشکیل می‌دهد این کانی بعلت دارا بودن مقادیر کافی از عنصر K یکی از کانی‌های اصلی برای تعیین سن به روش Ar - K یا $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ می‌باشد. از طرف دیگر شیمی کانی میکای سفید تاثیر بسیار مهمی در تفسیر سن بدست آمده توسط سن سنجی به روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ دارد.

بنابراین در ابتدا به شیمی کانی‌های میکا سفید می‌پردازیم. فنزیت محلول جامد بین مسکویت $(\text{F}, \text{OH}_2) (\text{Si}_3 \text{Al} \text{O}_{10}) \text{KAl}_2$ و سلادونیت $\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH}_2) (\text{Al} \text{Fe}^{3+}) \text{K}(\text{Mg} \text{Fe}^{2+})$ می‌باشد که به وسیله خط جانیشینی Tschermak معکوس تبدالی $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}) + \text{Si} = \text{Al}^{[4]} + \text{Al}^{[6]}$ ، که از مسکویت شروع و به سوی ترکیب ایده ال سلادونیت ادامه می‌یابد، مشخص می‌شود (Hermann, 2002). واژه فنزیت هم‌چنین برای توصیف مسکویتی با Si بالا استفاده می‌شود که نسبت Si:Al در ساختار آن بیش‌تر از ۱:۳ است. میزان فنزیت با مقدار Si افزایش می‌یابد، این افزایش با جانیشینی Mg و Fe^{2+} به جای Al همراه است (Deer et al., 1992). میکاهای سفید بر مبنای ۱۱ اتم اکسیژن محاسبه شده‌اند و تمام آهن به صورت Fe^{2+} فرض شده‌است (جدول ۱). هم‌چنین بعلت اینکه اکثر میکاهای سفید حاوی مقداری خیلی کم کروم هستند، رنگ آنها تا حدودی به صورت سبز دیده می‌شود. چنان‌که در (جدول ۱) آمده است میزان کروم در این بلورها متغیر بوده و میزان Cr_2O_3 بین ۰.۰۴٪ - ۰.۰۲٪ در واحد فرمول بین ۳/۲۰ - تا ۳/۲۶ اتم در واحد فرمول (a.p.f.u) متغیر است که در مقایسه با خود فنزیت (با میزان Si=3.5) دارای Si کم‌تری می‌باشند.

بر اساس نمودار سه‌تایی (Miller et al., 1981) Ti, Mg, Na نمونه‌های میکای سفید مورد بررسی از نوع ثانویه بوده (شکل ۲) و بنابراین تحت تاثیر دگرشکلی و دگرگونی حاکم بر منطقه قرار گرفته‌اند و برگواگی و فابریک میلونیتی را تشکیل داده‌اند و بنابراین منشا ماگمایی از سنگ گرانیت اولیه ندارند برخی از بلورهای میکای سفید فنزیتی تا حدودی به کلریت دگرسان شده‌اند که خارج از محدوده‌های معین قرار می‌گیرند (شکل ۲).

همان‌گونه که در (شکل ۳) مشخص است نمونه‌های مورد بررسی در شرایط متفاوت دمایی و فشاری تشکیل شده‌اند و طیفی از شرایط دگرگونی از رخساره آمفیبولیت تا شیست سبز را نشان می‌دهند. این امر حاکی از آن است که سنگ‌های مورد بررسی تحت تاثیر چندین فاز مهم و اصلی دگرگونی قرار گرفته‌اند (داودیان، ۱۳۸۴). بنابراین می‌توان تصور نمود که میکاهای سفید مورد مطالعه تا حدودی تحت تاثیر رخساره‌های دگرگونی برگشتی پس از رخساره اکلوزیت یعنی آمفیبولیت و شیست سبز قرار گرفته و احتمالاً تجدید تبلور یافته‌اند (Davoudian et al., 2016) و بدین طریق در شکل گیری برگواره میلونیتی مشارکت نموده‌اند. ترکیب یکی از بلورها در محدوده زون کلریت قرار می‌گیرد که نشان دهنده دگرسانی میکای سفید فنزیتی تا حدودی به کلریت است.

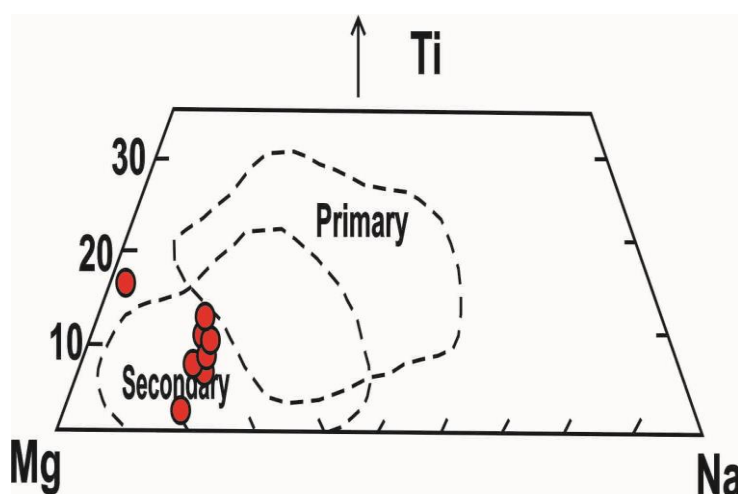
 نتایج سن نگاری $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

همانطوری که در (جدول ۲) ملاحظه می‌شود آنالیزهای صورت گرفته در ۲۱ مرحله (step) صورت گرفته شده‌است که هر مرحله با افزایش حرارت توام بوده است. تمامی گاز ^{39}Ar یعنی ۱۰۰ درصد در این ۲۱ مرحله حرارت دهی آزاد گردیده است. چنان‌که در (شکل ۶) دیده می‌شود طیف آزاد شدن گاز Ar برای این نمونه ارتوگنایس الگوی مسطح و صافی را نشان نمی‌دهد که این موضوع نشان دهنده این واقعیت است که ترکیب ایزوتوپی Ar در بلورهای میکای سفید مورد آزمایش همگن و یکنواخت نبوده و تا حدودی دچار اغتشاش و آشفستگی می‌باشد. به همین دلیل یک سن پلاتیو (Plateau) مشخصی را بدست نمی‌دهد. مرحله ۱ (step) سن ۱۳۶/۷ میلیون سال را نشان می‌دهد که در آنالیزهای سن‌نگاری به روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ معمول و متداول بوده و دلیل آن قدرت نگهداشت کم گاز Ar در حاشیه بلورهای میکای سفید می‌باشد که معمولاً به سادگی بیش‌تری از دست می‌رود. برخلاف مرحله ۱، مرحله ۲ آنالیز آزاد سازی Ar در دستگاه طیف سنج جرمی، سن بیش از حد زیاد ۱۹۱/۳ میلیون سال قبل را نشان می‌دهد که در مقایسه با سن‌های ارایه شده توسط Davoudian et al. (2016) از فنزیت‌های اکلوزیت‌های شمال شهرکرد (با سن حداکثر ۱۸۴ میلیون سال قبل) سن زیادی بوده و می‌تواند نشان دهنده حضور آرگن اضافی (Ar - Excess) در حاشیه بلورهای میکای سفید مورد آزمایش در نظر گرفته شود. بنابراین سن ۱۹۱/۳ میلیون سال یک سن بی‌معنی و از نظر زمین‌شناسی غیر قابل اهمیت تلقی می‌شود. ۱۹ مرحله دیگر آنالیزها سن‌های بین ۱۵۵/۷ تا ۱۷۴ میلیون سال قبل را نشان می‌دهند میانگین وزنی آنها برابر با $162/8 \pm 0/9$ میلیون سال قبل می‌باشد. علت تا حدودی آشفستگی در طیف سنی بلورهای میکای سفید را می‌توان به تاثیر دگرشکلی شکل‌پذیر و میلونیتی شدن در ارتوگنایس‌ها نسبت داد که در سایر سنگ‌های کمپلکس دگرگونی شمال شهرکرد این موضوع کم و بیش دیده شده است (Davoudian et al., 2016).

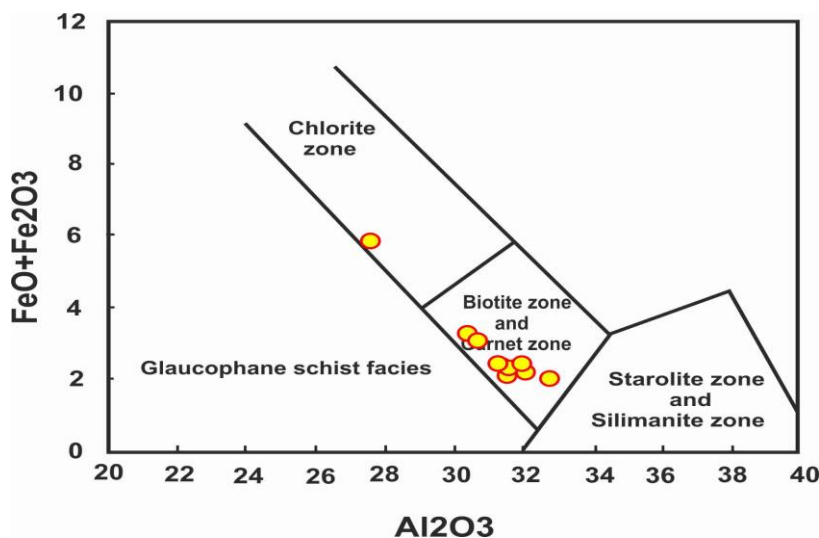
این سن میانگین بدست آمده با سن‌های گزارش شده از متاگرانیت‌های منطقه (Davoudian et al., 2016) که در فاصله نزدیکی از رخنمون توده ارتوگنایس مورد مطالعه قرار دارند، همخوانی دارد. سن سردشدگی ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ cooling age) گزارش شده در توده‌های متاگرانیتی برای بلورهای آمفیبول و بیوتیت دگرگونی به ترتیب برابر با $170/1 \pm 0/9$ میلیون سال قبل و $110/7 \pm 0/3$ میلیون سال قبل می‌باشد (Davoudian et al., 2016). چنان‌که در مبحث شیمی کانی‌ها بیان شد ترکیب بلورهای میکای سفید از این سنگ‌های ارتوگنایس دارای ترکیب موسکویت فنزیتی می‌باشد و دمای انسداد (بسته شدن) ایزوتوپی (closure temperature) آرگن برای موسکویت حدود ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد و برای فنزیت حدود ۵۰۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد در نظر گرفته شده است (Lister and Baldwin, 1996; Stuart, 2002; Harrison et al., 2009; Kurz et al., 2008). این درحالی است که دمای انسداد ایزوتوپی کانی آمفیبول هورنبلند نیز در روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ۵۰۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد و کانی بیوتیت حدود ۲۷۵ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد عنوان شده است (Harrison, 1982). بنابراین مشاهده می‌شود که سن بدست آمده برای بلورهای میکای سفید در ارتوگنایس‌های مورد مطالعه بین سن‌های گزارش شده برای بلورهای هورنبلند و بیوتیت در متاگرانیت‌ها می‌باشد. برای توجیه این موضوع بایستی یادآوری نمود که

اثبات می‌شود (شکل ۴ ب). این نمودار نشان می‌دهد تمام محدوده‌های اندازه‌گیری شده فنزیت‌ها می‌تواند به وسیله اعضاء انتهایی (سلادونیت - مسکویت) توضیح داده شود. همچنین در نمودار دوتایی Si در برابر Al (Klemd et al., 1991) نشان می‌دهد که تمامی نمونه‌های مورد بررسی در نزدیکی خط جانشینی Tschermak در محدوده فنزیت‌ها واقع می‌شوند (شکل ۵). ولی همانطور که در شکل های ۵ الف و ب مشاهده می‌شود برخی از بلورهای موسکویت فنزیتی از خط جانشینی بین موسکویت و سلادونیت (Tschermak) فاصله گرفته‌اند، که احتمالاً ناشی از جانشینی $Al-Fe^{3+}$ در ساختمان میکا می‌باشد (Liu et al., 2008) و این موضوع را می‌توان به تاثیر فازهای بعدی دگرگونی و دگرشکلی نسبت داد.

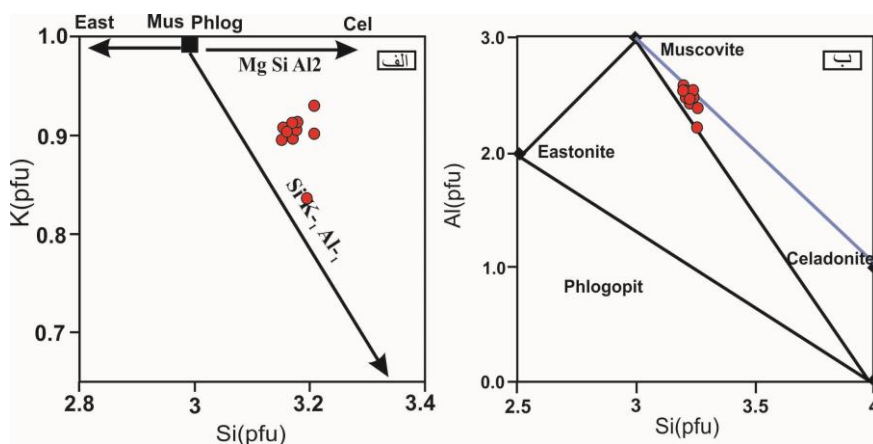
ترکیب بلورهای میکای سفید مورد آنالیز برای تعیین سن کاملاً فنزیتی نبوده و از طرف دیگر کاملاً مسکویت خالص نیز نمی‌باشد، از اینرو دمای انسداد ایزوتوپی این بلورهای میکای سفید بایستی کم‌تر از ۵۰۰ و بیش‌تر از ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد باشد که در این صورت از آمفیبول کم‌تر و از بیوتیت بیش‌تر خواهد بود. در نتیجه آشکار می‌شود که سن میانگین بدست آمده در این تحقیق (یعنی ۱۶۲/۸ میلیون سال قبل) با سن‌های گزارش شده برای متاگرانیتهای منطقه مورد مطالعه هم‌خوانی داشته و قابل اعتماد خواهد بود. افزایش محتوی Si با افزایش K نشان دهنده تبادل Si K -۸ Al-۸ است. این موضوع نشان می‌دهد افزایش Si مشاهده شده در فنزیت‌های فشار بالا به خاطر محلول جامد در ارتباط با فنزیت است (شکل ۴ الف). این موضوع به وسیله نمودار تغییرات Si در برابر Al نیز



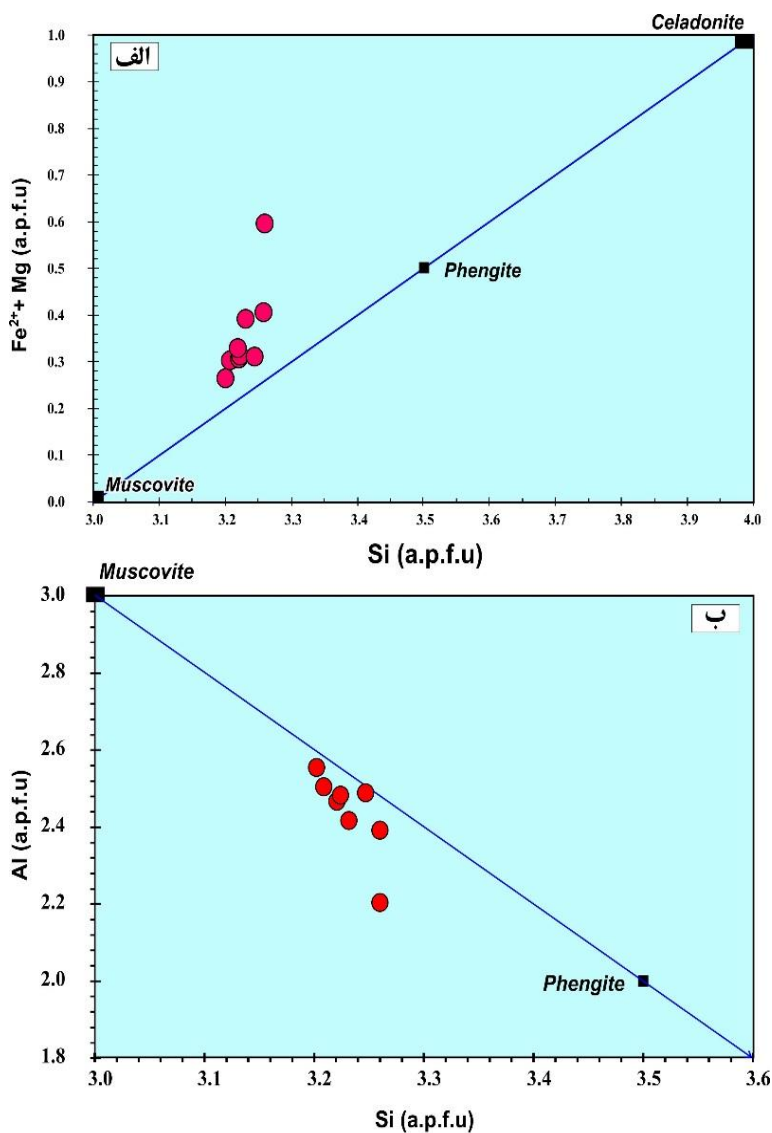
شکل ۲. نمودار تفکیکی مسکویت‌های اولیه (ماگمایی؟) از مسکویت‌های ثانویه (Miller et al., 1981) که تمامی میکاهای سفید مورد مطالعه در محدوده ثانویه قرار می‌گیرند.



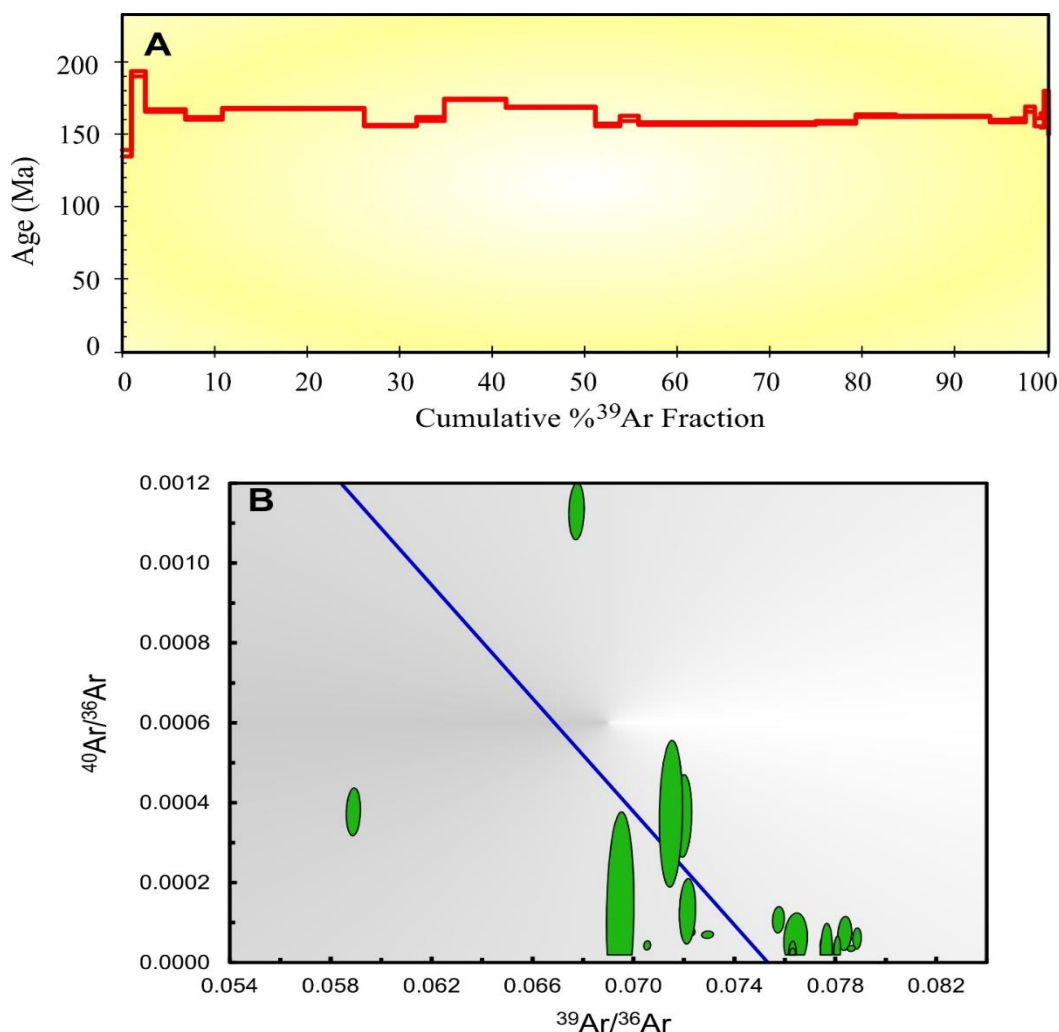
شکل ۳. نمودار محتوی Al_2O_3 در مقابل $FeO+Fe_2O_3$ (Guidotti, 1969) برای فنزیت‌های آنالیز شده از ارتوگنایس‌های منطقه مورد مطالعه



شکل ۴. الف) نمودار محتوی K برحسب Si، افزایش K همراه با افزایش Si است این موضوع نشان می‌دهد افزایش Si مشاهده شده در فنزیت‌های فشار بالا به دلیل محلول جامد در ارتباط با فنزیت است. ب) نمودار تغییرات Si برحسب Al در نمونه‌های میکای سفید آنالیز شده که می‌تواند به وسیله اعضاء انتهایی مسکوویت - سلادونیت توضیح داده شوند.



شکل ۵: نمودارهای تغییرات Si برحسب Al و $Fe^{2+} + Mg$ که نشان دهنده قرارگیری نمونه‌های میکای سفید آنالیز شده در محدوده فنزیت است.



شکل ۶: نتایج حاصل از آزمایشات حرارت‌دهی مرحله به مرحله $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ با استفاده از روش لیزر بر روی دانه‌های میکای سفید از نمونه ارتوگنایس شمال شهرکرد (A). الگوی آزادسازی مرحله‌ای Ar به صورت پلاتیو (B). نمودار ایزوکرون معکوس.

نتیجه گیری

بدست آمده از منطقه مورد مطالعه از هم‌خوانی مناسبی برخوردار می‌باشد. این سن معادل با سن دگرگونی این ارتوگنایس‌ها و یک سن سردشدگی در محدوده دمایی بین ۵۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. در نتیجه یافته‌های حاصل از این تحقیق نشان می‌دهد که سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در طی ژوراسیک و همزمان با کوهزایی نئوتتیس دگرگونی دمایی متوسط و دگرشکلی شکل‌پذیر را پشت سر گذاشته‌اند. بطور کلی یافته‌های این تحقیق که حاصل دما - سن سنجی (thermochronology) ارتوگنایس‌های چشمی شمال شهرکرد می‌باشد، می‌تواند در ارایه یک مدل برای نرخ سرب‌آوری منطقه مورد مطالعه (به عنوان بخشی از کوهزایی زاگرس) در طی دوران مزوزوئیک کاربرد داشته باشد. بنابراین، اگر چه از نظر سنی نتایج بدست آمده، دقیقاً سن اوج حادثه دگرگونی را ثبت نمی‌کند ولی این اطلاعات برای درک تاریخچه حرارتی این ناحیه از زون سنندج - سیرجان کاربردی و دارای اهمیت زیاد می‌باشد.

منطقه مورد مطالعه بخشی از کمپلکس دگرگونی شمال شهرکرد (به عنوان یک پهنه برشی شکل‌پذیر بزرگ) در پهنه سنندج - سیرجان می‌باشد. یکی از مجموعه‌های سنگی در این کمپلکس ارتوگنایس‌های چشمی بوده که دارای بلورهای درشت فلدسپات با فابریک چشمی هستند. در این سنگ‌ها بلورهای میکای سفید حضور دارند که به همراه بیوتیت برگواره اصلی سنگ را تشکیل می‌دهند. نتایج آنالیزهای الکترون مایکروپروب به‌وضوح نشان می‌دهد که ترکیب شیمیایی این کانی در محدوده مسکویت‌های فنزیتی قرار می‌گیرد که تحت تاثیر فازهی دگرگونی و دگرشکلی بعد از رخساره فشار بالا اکلویت کمی از حالت ایده‌آل خارج شده‌اند و از خط جانشینی بین موسکویت و سلادونیت فاصله گرفته‌اند. تعیین سن صورت گرفته به روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ بر روی این بلورهای میکای سفید جدا شده از ارتوگنایس‌های شمال شهرکرد یک سن میانگین ۱۶۲/۸ میلیون سال قبل را بدست می‌دهد که با دیگر سن‌های

منابع

- اسدی. س.، شریف پور. ش.، محمودی. ا.، ۱۳۹۵، زمین‌دماسنجی زیرکنیم در رگه‌های کوارتز روتیل‌دار، کمپلکس آتشفشانی - رسوبی سوربان، زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۶، ص ۲۹ - ۳۴.
- داودی. ا.، شبانیان بروجنی. ن.، داودیان دهکردی. ع.، ۱۳۹۲، ارزیابی ویژگی‌های مورفوتکتونیک رودخانه زاینده‌رود در شمال شرقی استان چهارمحال و بختیاری، زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۳، ص ۱۰ - ۱۹.
- داودیان دهکردی. ع.، ۱۳۷۲، پترولوژی سنگ‌های دگرگونی شمال شهرکرد، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ص ۱۹۳.
- داودیان دهکردی. ع.، ۱۳۸۴، تحول تکتونومتامورفیسیم در ناحیه شهرکرد - داران (زون سندج سیرجان)، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه اصفهان، اصفهان.
- زاهدی. م.، ۱۳۷۱، نقشه زمین‌شناسی چهارگوش شهرکرد، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- شبانیان بروجنی. ن.، ۱۳۷۷، تحلیل پترولوژیکی بر سنگ‌های دگرگونی شمال دریاچه زاینده رود با نگرشی ویژه به پلی‌متامورفیسیم، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان.
- Azizi. H., Chung. S. -L., Tanaka. T., Asahara. Y., 2011, Isotopic dating of the Khoy metamorphic complex (KMC), northwestern Iran: a significant revision of the formation age and magma source, *Precambrian Research*, Vol: 185, p: 87 - 94.
- Badr. M.J., Collins. A.S., Masoudi. F., 2013, The U - Pb age, geochemistry and tectonic significance of granitoids in the Soursat Complex, Northwest Iran, *Turkish Journal of Earth Sciences*, Vol: 22, p: 1 - 31.
- Dachs. E., 2004, ET: petrological elementary tools for Mathematica. *Computers and Geosciences*, Vol: 30, p: 173 - 182.
- Davoudian. A.R., Genser. J., Dachs. E., Shabanian. N., 2008, Petrology of eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj - Sirjan Zone, Iran, *Mineralogy and Petrology*, Vol: 92, p: 393 - 413.
- Davoudian. A.R., Genser. J., Neubauer. F., Shabanian. N., 2016, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages of eclogites from North Shahrekord in the Sanandaj-Sirjan Zone, Iran: Implications for the tectonic evolution of Zagros orogen, *Gondwana Research*, Vol: 37, p: 216 - 240.
- Deer. W.A., Howie. R.A., Zussman. J., 1992, An introduction to the rock - forming minerals, Longman London.
- D'Lemos. R.S., Strachan. R.A., Topley. C., 1990, The Cadomian Orogeny, Geological Society of London, Special Publication no, Vol: 51, p: 423 pp.
- Droop. G.T.R., 1987, A general equation for estimating Fe+3 concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria, *Mineralogical Magazine* Vol: 51, p: 431 - 435.
- Faure. G., Mensing. T.M., 2005, *Isotopes: principles and applications*, Wiley Hoboken, NJ.
- Guidotti. C., 1969, A comment on 'Chemical study of minerals from the Moine Schists of the Ardnamurchan area, Argyllshire, Scotland', by BCM Butler, and its implications for the phengite problem, *Journal of Petrology*, Vol: 10, p: 164 - 170.
- Gürsu. S., Göncüoğlu. M., 2005, Early Cambrian back - arc volcanism in the western Taurides, Turkey: implications for rifting along the northern Gondwanan margin, *Geological Magazine*, Vol: 142, p: 617 - 631.
- Harrison. T.M., 1982, Diffusion of ^{40}Ar in hornblende, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol: 78, p: 324 - 331.
- Harrison. T.M., Célérier. J., Aikman. A.B., Hermann. J., Heizler. M.T., 2009, Diffusion of ^{40}Ar in muscovite, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol: 73, p: 1039 - 1051.
- Hassanzadeh. J., Stockli. D.F., Horton. B.K., Axen. G.J., Stockli. L.D., Grove. M., Schmitt. A., Walker. J.D., 2008, U - Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic-Early Cambrian granitoids in Iran: implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement, *Tectonophysics*, Vol: 451, p: 71 - 96.
- Hermann. J., 1997, Experimental constraints on phase relations in subducted continental crust, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol: 143, p: 219 - 235.
- Klemm. R., Matthes. S., Okrusch. M., 1991, High - pressure relics in meta - sediments intercalated with the Weissenstein eclogite, Münchberg gneiss complex, Bavaria, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol: 107, p: 328 - 342.
- Kurz. W., Handler. R., Bertoldi. C., 2008, Tracing the exhumation of the Eclogite Zone (Tauern Window, Eastern Alps) by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of white mica in eclogites, *Swiss Journal of Geosciences*, Vol: 101, p: 191 - 206.
- Lister. G.S., Baldwin. S.L., 1996, Modelling the effect of arbitrary P - T - t histories on argon diffusion in minerals using the MacArgon program for the Apple Macintosh, *Tectonophysics*, Vol: 253, p: 83 - 109.

- Liu. X., Jahn. B - m., Dong. S., Lou. Y., Cui. J., 2008, High - pressure metamorphic rocks from Tongbaishan, central China: U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints on the provenance of protoliths and timing of metamorphism, *Lithos*, Vol: 105, p: 301 - 318.
- Ludwig. K., 2009, Isoplot 4.1. A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Berkeley Geochronology Center Special Publication, 4, 76.
- McDougall. I., Harrison. T.M., 1999, Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method, Oxford University Press.
- Miller. C.F., Stoddard. E.F., Bradfish. L.J., Dollase. W.A., 1981, Composition of plutonic muscovite: genetic implications, *Canadian Mineralogist*, Vol: 19, p: 25 - 34.
- Moghadam. H.S., Khademi. M., Hu. Z., Stern. R.J., Santos. J.F., Wu. Y., 2015, Cadomian (Ediacaran-Cambrian) arc magmatism in the ChahJam-Biarjmand metamorphic complex (Iran): magmatism along the northern active margin of Gondwana, *Gondwana Research*, Vol: 27, p: 439 - 452.
- Ramezani. J., Tucker. R.D., 2003, The Saghand region, Central Iran: U - Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics, *American Journal of Science*, Vol: 303, p: 622 - 665.
- Scaillet. S., 2000, Numerical error analysis in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, *Chemical Geology*, Vol: 162, p: 269 - 298.
- Shafaii Moghadam. H., Li. X.H., Stern. R.J., Santos. J.F., Ghorbani. G., Pourmohsen. M., 2016, Age and nature of 560-520 Ma calc - alkaline granitoids of Biarjmand, northeast Iran: insights into Cadomian arc magmatism in northern Gondwana, *International Geology Review*, Vol: 58, p: 1492 - 1509.
- Shakerardakani. F., Neubauer. F., Masoudi. F., Mehrabi. B., Liu. X., Dong. Y., Mohajjel. M., Monfaredi. B., Friedl. G., 2015, Panafrican basement and Mesozoic gabbro in the Zagros orogenic belt in the Dorud-Azna region (NW Iran): Laser - ablation ICP-MS zircon ages and geochemistry, *Tectonophysics*, Vol: 647, p: 146 - 171.
- Steiger. R.H., Jäger. E., 1977, Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo - and cosmochronology, *Earth and planetary science letters*, Vol: 36, p: 359 - 362.
- Stuart.F., 2002, The exhumation history of orogenic belts from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of detrital micas, *Mineralogical Magazine*, Vol: 66, p: 121 - 135.
- Villa.I.M., 1998, Isotopic closure, *Terra Nova*, Vol: 10, p: 42 - 47.